Das Nordostende des Großvenedigermassivs

(Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters)

Von

Leopold Kölbl

(Mit 2 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 28. Jänner 1932)

Vorbemerkungen.

Die Studien, welche die Grundlage für die folgenden Mitteilungen bilden, wurden vor Jahren in der kleinen Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern begonnen und dann von dort aus systematisch nach W fortgesetzt.

Die Ergebnisse der Feldaufnahmen und der petrographischen Untersuchungen in der Granatspitzgruppe (Kölbl 1924) ließen sich zunächst zwanglos in das regionaltektonische Gesamtbild einfügen, wie es uns etwa in den zusammenfassenden Darstellungen von Kober (1923) oder Staub (1924) gegeben wurde. Je weiter aber die Arbeiten nach NW fortgeführt werden konnten, desto deutlicher ließ sich erkennen, daß die von Kober und Staub gegebenen Darstellungen dieses Gebirgsteiles den tatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechen. Es ist dies nicht weiter verwunderlich; wurden ja gerade in diesem Abschnitt der Hohen Tauern seit den Untersuchungen Löwl's (1894) keine neueren Studien mehr durchgeführt.

Wenn daher auch die Ergebnisse der bisherigen Studien nicht im Einklang stehen mit scheinbar gut begründeten Vorstellungen über den Bau der Alpen, so erfahren sie eine erfreuliche Stütze durch den Umstand, daß sie sich schließlich ganz zwanglos in die Reihe der Beobachtungen von Sander, Ohnesorge, Schmidt und Trauth einfügen ließen, ohne daß dies von vorneherein zu erwarten gewesen wäre.

Die Akademie der Wissenschaften hat die Weiterführung der Studien durch eine Subvention aus der Zach-Stiftung gefördert, wofür ich mir erlaube, den gebührenden Dank zum Ausdruck zu bringen.

Ebenso kam die im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt begonnene Neubearbeitung des Kartenblattes Hippach—Wildgerlosspitze der Arbeit sehr zustatten.

Die Zentralgneiszungen und ihr Kontakt.

Das Zentralgneismassiv des Großvenedigers endet im O, wie schon lange bekannt, in mehreren Lappen und Zungen. Steil stecken die Zentralgneise in meist ebenfalls steil stehenden verschiedenen krystallinen Schiefern, die im O breit entwickelt, sich gegen W zu immer mehr und mehr verschmälern, bis sie schließlich vollkommen verschwinden.

Diese tatsächlich zu beobachtenden Verhältnisse haben nun im Laufe der Zeit recht verschiedene Deutungen erfahren.

Löwl, dem wir eine eingehendere Beschreibung dieses Abschnittes verdanken (Löwl 1894), glaubte aus seinen Beobachtungen schließen zu können, »daß die Schieferzwickel, auch wenn sie durch nachträgliche Brüche und Faltungen tiefer eingekeilt wurden, die ursprünglichen Zwischenräume gesondert intrudierter Kerne einnehmen«. Vieles, das im folgenden abermals angeführt werden muß, war diesem ausgezeichneten Beobachter schon gut bekannt und wurde auch von ihm richtig gedeutet. So z. B. die reichlichen Neubildungen von Biotit an den Zentralgneiskontakten, die Zonen der Durchaderungen und Ähnliches.

Mit der Übertragung der Vorstellungen über den Deckenbau der Penniden auch auf unser Untersuchungsgebiet wurden die von Löwl mitgeteilten Beobachtungen nicht weiter beachtet, ohne daß allerdings je der Versuch unternommen worden wäre, ihre Unrichtigkeit nachzuweisen. Sie erlitten damit ein ähnliches Schicksal wie manche ausgezeichnete Beobachtung Becke's am Ostende der Hohen Tauern (z. B. Intrusionskontakte der Mallnitzer Mulde und ähnliche).

Nach westalpinem Muster erblickte man nun in diesen Schieferzwickeln Mulden, welche die einzelnen Zentralgneisdecken voneinander trennen sollten. Kober (1923) unterschied in unserem Gebiet die Tuxer und die Zillertaler Decke, während seine tiefste Einheit, die Ahorndecke, erst weiter im W beginnt. Die nördlichsten Decken sind bei ihm die tektonisch tiefsten.

Staub (1924) hat allerdings sowohl im O als auch hier im W die Gliederung Kober's nicht angenommen, da seiner Meinung nach das trennende Mesozoikum fehlt. Die einzelnen Zungen bilden bei ihm nur die Teillappen einer einzigen großen Decke, der Venedigerdecke.

Es kann im folgenden davon Abstand genommen werden, die beiden Meinungen gegeneinander abzuwägen. Beiden standen keine neueren Untersuchungen zur Verfügung und die Feld- und Schliffbeobachtungen zeigen nun, daß weder die eine noch die andere den Verhältnissen in der Natur gerecht werden kann.

Wichtig ist es aber, daran zu erinnern, daß sowohl für Kober als auch für Staub der Zentralgneis eine wahrscheinlieh karbone Intrusion darstellt, der bei der alpinen Deckenbildung seine Um-

prägung zu Faltendecken erfahren hat und seine Metamorphose diesem geologischen Geschehen verdankt.

Wir wenden uns nun den einzelnen Beobachtungen zu.

Vier Zungen von Zentralgneis lassen sich unterscheiden, die von N nach S als die nördliche und südliche Sulzbachzunge, die Habachzunge und Venedigerzunge bezeichnet werden sollen.

Den Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge treffen wir im Untersulzbachtal schon knapp ober dem Wasserfall an. Die Bänke dieses Gesteins sind hier ziemlich grobkörnig, teils als Augengneis, entwickelt und stehen alle seiger. Ihr Streichen folgt im Mittel N 70° O. Makroskopisch sind besonders Typen auffallend, in denen oft mehrere Zentimeter große Feldspatkrystalle völlig regellos angeordnet sind. Allmähliche Parallelstellung, Verrundung und auch Zerdrückung dieser Feldspate läßt sich hier bis zur Ausbildung von schönen Augengneisen beobachten.

Im Streichen läßt sich diese nördliche Sulzbachzunge bis auf den Hang westlich der Wildalpe verfolgen. Während der Hang gegen das Salzachtal (Buchwald) infolge der Bewachsung und Schuttbedeckungen weniger günstige Aufschlüsse bietet, kann man gegen die Wildalm zu folgendes beobachten:

Der Zentralgneis steckt hier in einer Serie krystalliner Schiefer, die vornehmlich aus Quarzphylliten, schwarzen Phylliten und grünlichen Serizitphylliten besteht. Diese Gesteine stehen durchwegs fast seiger oder fallen mit steilem Winkel nach N; ihr allgemeines Streichen ist fast O—W, zeigt aber, wie dies für die welligen und auch zerknitterten Phyllite charakteristisch ist, Abweichungen zwischen N 70° O und N 80° W Gegen die nördliche und südliche Grenze der Zentralgneiszunge zu paßt sich das Streichen der phyllitischen Gesteine jenem des Zentralgneises an.

Verfolgen wir die einzelnen phyllitischen Lagen über den Talboden der Wildalm bis gegen den Zentralgneis, so zeigen sich interessante Veränderungen. Die Gesteine zeigen immer stärkere Injektionserscheinungen, bis sie in wirr gefältelte Injektionsgneise verwandelt sind. Die Zunahme des vom Zentralgneis stammenden Materials führt schließlich zur Ausbildung von gefältelten Serizitgneisen, die man, vom Zentralgneis kommend, als »gefältelten dünnschiefrigen Zentralgneis« bezeichnet, die man aber geneigt ist als stark gefältelte Injektionsgneise anzusprechen, wenn man sich vom Phyllit aus dem Zentralgneis nähert.

Außerdem treten beim Zentralgneis Einlagerungen auf, die nur aus Glimmer und großen, meist eckigen Kalifeldspaten bestehen. In diesem Gebiet wurden diese Gesteine auch noch an anderen Stellen, aber immer nur bei Injektionszonen gefunden. Die Frage ob es sich hier um eine randliche Ausbildung des Zentralgneises oder um ein Mischgestein handelt muß vorläufig offen bleiben.

Jedenfalls lassen die Aufschlüsse auf der Wildalm wohl kaum eine andere Deutung zu als die eines Injektionsverbandes der

Phyllite mit dem Zentralgneis. In der Richtung des Streiches der senkrecht stehenden Phyllite sehen wir den Zentralgneis eindringen und in seiner Nachbarschaft die Phyllite in Injektionsgesteine umwandeln. Diese Umwandlung war in den Gesteinen von einer starken Durchbewegung (Fältelung) begleitet, die aber von den Krystallisationsvorgängen überdauert wurde. In der Richtung der Schichtfugen sehen wir die Beeinflussung der Gesteine durch den Zentralgneis weiter reichen als senkrecht dazu.

Es ist nun sehr wichtig, sich die tektonische Stellung der mit dem Zentralgneis in Injektionsverband stehenden Phyllite vor Augen zu halten.

Ohne tektonische Trennungslinie setzen sie den Hang bis zum Talboden der Salzach zusammen und lassen sich nach W ins Hangende der Trias von Krimml verfolgen. Nach O können wir diese Gesteinsserie bis ins Hangende der Kalkphyllite verfolgen, die zur obersten Schieferhülle gerechnet werden oder nach Staub zur Glocknerdecke gehören. Wir erkennen also auf der Wildalm, daß der Zentralgneis mit Gesteinen im Injektionsverband steht, die nach dem Deckenschema entweder ostalpin sind oder zumindest höher als die Glocknerdecke liegen.

Im Sinne der herrschenden Anschauungen über den Deckenbau dieses Gebietes könnten diese Verhältnisse nur mit Hilfe einer Verfaltung der tiefsten Decke, Venedigerdecke, mit den ostalpinen Einheiten erklärt werden. Wenn man sich zu dieser Annahme entschließt, dann wird man aber nicht leugnen können, daß der Zentralgneis und die mit ihm verfalteten Gesteine bei dieser Verfaltung zweifellos die gleiche tektonische Tiefenlage gehabt haben. Dann kann man sich allerdings nicht erklären, warum der karbone Granit in einen krystalloblastisch struierten Orthogneis umgewandelt werden konnte, während die mit ihm verfalteten Phyllite keinen höheren Grad der Metamorphose erlangen konnten.

Betrachten wir nun die Verhältnisse im S der nördlichen Sulzbachzunge.

Am Popberg und am Kamm nördlich davon sind die stark gefältelten und injizierten Gesteine gut aufgeschlossen. Zu den lichten Serizitphylliten, den schwarzen Phylliten gesellen sich grünliche, phyllitische Gesteine, die zum Teil epidotführend sind. Ihr Streichen bleibt konstant N 70 bis 80° O, bei einer seigeren Stellung der Schichten.

Diese Gesteine lassen sich nun mit gleichbleibendem Streichen und Fallen hinunter ins Unter-Sulzbachtal verfolgen.

Das alte aufgelassene Kupferbergwerk im Unter-Sulzbachtal, der berühmte Mineralfundort der »Knappenwand«, liegt in dieser Serie stark injizierter Gesteine.

Die Schieferzone wird hier im Tal schmäler. Gegen den Rand des Zentralgneises zu stellen sich wieder Lagen ein, in denen zentimetergroße Krystalle von Kalifeldspat regellos verteilt sind.

An der Grenze des Zentralgneises läßt sich hier öfter ein leichtes Südfallen feststellen. Im Zentralgneis selbst treten hier an einzelnen Stellen die dunklen Gemengteile merklich zurück und es stellen sich gegen den Kontakt zu grobe pegmatitische Partien ein. Auch reine Quarzgänge lassen sich hier am Kontakt beobachten.

Die wechselnd zusammengesetzten, zum Teil schon hornblendeführenden Gesteine des Schieferzwickels, die allenthalben die ungemein starke Durchaderung erkennen lassen, zeigen bereits hier häufig die Neubildung von Biotit. Auf den Schieferungsflächen findet sich dieses Mineral gerne angereichert, es wurden aber auch quergestellte Biotite beobachtet. In noch großartigerem Maße treffen wir diese Mineralneubildung bei den südlicheren Zungen.

Vom Unter-Sulzbachtal läßt sich nun diese immer schmäler und schmäler werdende Zone über den die beiden Sulzbachtäler trennenden Kamm bis ins Ober-Sulzbachtal verfolgen. Am östlichen Hang dieses Tales keilt die Schieferzone aus, doch lassen sich einzelne Blätter stark injizierter und von breiten Zentralgneisbändern getrennter Gesteine bis auf den westlichen Hang verfolgen, ohne allerdings mehr eine kartographische Ausscheidung zu ermöglichen.

Auf beiden Talseiten läßt sich erkennen, daß hier keinesfalls ein Muldenschluß im Sinne einer synklinalen Einfaltung vorliegt, wie er den bisherigen tektonischen Deutungen zugrunde gelegt wird. Vielmehr deuten alle Beobachtungen darauf hin, daß die steil stehenden Schiefer von dem Zentralgneis aufgeblättert, durchadert, injiziert wurden.

Die zweite Zentralgneiszunge, die als die südliche Sulzbachzunge bezeichnet werden möge, läßt an ihrem Kontakt im Prinzip die gleichen Erscheinungen erkennen. Der sie von der nächsten Zunge trennende Schieferzwickel greift aber tiefer in den Zentralgneiskörper ein.

Dieser Schieferstreifen quert zunächst das Unter-Sulzbachtal bei der Wagner Alm, das Ober Sulzbachtal bei der Kampriesenalm. Die Steilstufe, welche zur Berndlalm führt, und jene, über welche der Seebach herabstürzt, bestehen aus seinen Gesteinen. Die Schichten streichen anhaltend N 60 bis 70° O und stehen fast immer seiger. Ebenso wie an der Knappenwand sind auch hier die zahlreichen Mineralfundorte (besonders schöne Epidote) an diesen stark injizierten Streifen gebunden.

Die Zusammensetzung dieses Schieferstreifens weicht aber von der des nördlichen beträchtlich ab. Konnte man schon an der Knappenwand feststellen, daß die phyllitischen Gesteine der Wildalm immer mehr und mehr ersetzt wurden durch Hornblende und epidotführende Gesteine, so tritt das Zurücktreten phyllitischer Gesteine zugunsten der basischeren hier noch deutlicher hervor.

Über die Seebachalm läßt sich nun dieser Streifen nach SW bis ins Krimmler Tal verfolgen, wo schon Löwl auf das Auskeilen

dieser Schichten bei der Söllenalpe hinweisen konnte. Auch hier lassen die seiger stehenden Bänke nichts von einer tektonisch eingefalteten Mulde erkennen; vielmehr zeigt sich oberhalb der Söllenalpe, im Söllenkar und an der ganzen steilen Talwand die prachtvolle Aufblätterung und Durchaderung der Gesteine in ganz ausgezeichneter und klarer Weise.

An diesen Schieferzwickel anschließend gelangt man im S abermals in ein breiteres Band von Zentralgneis, welches, da es in bemerkenswerter Breite noch das Habachtal quert, dem Vorgange Löwl's folgend als »Habachzunge« bezeichnet werden soll.

Diese Habachzunge ist unter anderem deswegen ganz besonders interessant, weil sich an ihr das diskordante Durchgreifen des Zentralgneises durch die Serie der Amphibolite, Grünschiefer, Phyllite usw. einwandfrei beobachten läßt. Außerdem lassen sich längs ihres Randes prachtvolle Injektionskontakte und zahlreiche Minerallagerstätten feststellen, die kaum anders als Kontaktlagerstätten gedeutet werden können.

An diesen Kontakten können wir auch beobachten, daß die Intrusion des Zentralgneises und die Durchaderung der anschließenden Gesteine mit ungemein starken Durchbewegungen verbunden waren, die teilweise zu einer prachtvollen Fältelung und Verknetung der einzelnen Gesteine führen konnte. Keine dieser Bewegungen und Fältelungen erreichte jedoch ein Ausmaß, welches den Injektionskontakt hätte verwischen können.

Angesichts dieser schönen Falten- und Bewegungsbilder wird man Schlüssen wie Fältelung — starke Durchbewegung —, weiter horizontaler Transport, wie wir sie beispielsweise am Ostende der Hohen Tauern mehrmals treffen, nur mit großer Zurückhaltung begegnen können.

Würden wir in der Habachzunge mit Staub den Lappen einer Decke oder mit Kober den Kopfteil einer eigenen Decke annehmen, dann stünden wir vor der merkwürdigen und schwer erklärbaren Erscheinung, daß nach der alpinen Verfaltung und Deckenbildung dieses karbonen Granits mineral- und erzbringende Lösungen (Zinkblende, Bleiglanz, Flußspat, Smaragd usw.) Minerallagerstätten genau an jenen Stellen dieses tektonisch so komplizierten Deckengebäudes gebildet hätten, wo sie auch bei primären Verbandsverhältnissen hingehören würden. Es scheint notwendig zu sein, auch darauf besonders hinzuweisen, da diese Zusammenhänge bei allen tektonischen Konstruktionen gewöhnlich nicht beachtet werden.

Betrachten wir nun die Kontaktverhältnisse im einzelnen etwas näher.

Wenn wir, vom Salzachtal kommend, das Habachtal aufwärts wandern, so treffen wir im unteren Teil zunächst grünliche Serizitphyllite, Quarzphyllite, schwarze Phyllite, die in einer Höhe von etwa 1050 *m* etwas injiziert und geadert erscheinen und reichlich neugebildeten Biotit erkennen lassen. Sie streichen O—W und

fallen hier mit 70° gegen S. Unschwer läßt sich hier die Auswirkung der südlichen Sulzbachzunge erkennen.

An der Grenze gegen den Zentralgneis (bei der Brücke) stellen sich zunächst geäderte Mischgneise ein, so daß der Kontakt unscharf wird; erst weiter oben im Habachtal treten die reinen Zentralgneise auf, die dann bis zum Gasthaus »Alpenrose« anstehend bleiben.

Hier folgt nun am östlichen Talhang ein außerordentlich interessantes Profil.

Steigt man den von der »Alpenrose« durch den Legbachgraben führenden Pfad über das aufgelassene Smaragdbergwerk zur Scharte empor, so gewinnt man einen ausgezeichneten Einblick in die Grenzverhältnisse.

Wir treffen den Zentralgneis am Kamm gleich oberhalb der Scharte gegen den Nasenkogel zu; von dort läßt er sich über den nördlichen Hang des Legbachgrabens ins Habachtal verfolgen, wo er hinter der Mayeralm das Tal erreicht. Am westlichen Hang des Habachtales können wir nun die Grenze über den Boden der Kesselkaaralm aufwärts zur Kesselkopfscharte weiter verfolgen, von dort über das Unter-Sulzbachtal, Sulzbachkamm bis auf den Hang des Ober-Sulzbachtales, wo die Schieferzunge ihr Ende findet.

Schon eine Betrachtung des Grenzverlaufes Nasenkogel—Mayeralm—Kesselkopfscharte ergibt klar, daß die Grenzfläche des Zentralgneises gegen die Schieferzunge seiger oder fast seiger steht.

Anders verhalten sich jedoch die Gesteine des Schieferzwickels. Sie streichen im Mittel NO—SW und fallen, ausgenommen unmittelbar am Kontakt, mit etwa 40° gegen NW

Diese abweichenden Lagerungsverhältnisse sind nun von großer Wichtigkeit. Wir sehen die amphibolitischen Gesteine, mit denen der Zentralgneis der Habachzunge an der Mayeralm in unmittelbaren Kontakt kommt, mit einer Neigung von etwa 40° gegen den Zentralgneis zu über den östlichen Hang des Habachtales aufwärts streichen und die Kammhöhe erst weit südlich des Graukogels erreichen. Auf ihnen liegen jene Schichten, welche den Graukogel aufbauen und erst im Hangenden derselben erreichen wir wieder den Zentralgneis. Vom Boden des Habachtales bis zur Scharte kommt der Zentralgneis nun nacheinander mit diesen Schichten in unmittelbare Berührung.

Dank der guten Aufschlüsse kann man sich hier direkt davon überzeugen, daß d e r Z e n t r a l g n e i s d i e s e s S c h i e f e r s y s t e m q u e r v o m L i e g e n d e n i n s H a n g e n d e d u r c h s c h n e i d e t.

Man könnte beim Anblick der häufig stark verbogenen und durchbewegten Gesteinslagen zunächst geneigt sein, dieses Durchgreifen tektonisch zu erklären. Eine eingehendere Untersuchung des Kontaktes selbst macht dies jedoch unmöglich.

An den Zeniralgneis in unmittelbarer Weise anschließend treffen wir in den höheren Partien zunächst eine Zone prachtvoll geaderter Injektionslagengneise. Diese sind stark gestaucht, gefältelt und verbogen und legen sich schließlich der Grenzfläche des Zentralgneises annähernd parallel. An sie anschließend, teils auch schon in Lagen zwischengeschaltet, treffen wir eine Serie von Grünschiefern, Serpentin, Talkschiefer, Amphibolit, Quarzit.

In diesen Gesteinen ist neben der Durchaderung und Durchbewegung vor allem die überall zu beobachtende Neubildung von Biotit überaus bemerkenswert. Auf den Schieferungsflächen der verschiedenen Gesteine, besonders derjenigen, die reicher an Magnesia sind, treffen wir reichlich Biotit. Aber auch auf kleinen Klüften und Sprüngen im Gestein hat sich dieses Mineral oft in wirrblättrig angeordneten Aggregaten gebildet. An einzelnen Stellen kann die Neubildung von Biotit Anlaß zur Bildung von meist nuß- oder kopfgroßen, öfter aber auch noch größeren Flatschen eines Biotitschiefers führen, welcher das Muttergestein der altbekannten Smaragdfundstätte bildet, über die Leitmeier (1929) kürzlich berichtet hat. Daß hier gelegentlich Verbiegungen der Biotitblätter beobachtet werden können, sei zur Ergänzung des Bildes noch angeführt.

Die Beobachtungen längs des ganzen diskordanten Kontaktes des Zentralgneises lassen eindeutig erkennen, daß hier ein Injektionsverband vorliegt. Trotz der Anzeichen einer starken Durchbewegung der einzelnen Lagen dürfen wir hier diese Erscheinungen nicht als Beweise weiter horizontaler Verfrachtungen oder tiefgreifender Deckfalten betrachten. Die Durchbewegung der Gesteine erfolgte hier im unmittelbaren Zusammenhang mit der Durchaderung und Injektion.

Wenn wir ferner hier und an vielen anderen Kontakten der Zentralgneise der Hohen Tauern immer wieder die Neubildung von Biotit beobachten können, dann läßt sich wohl an der Zusammengehörigkeit dieser Erscheinungen nicht zweifeln. Hier wie in anderen Injektionsgebieten ist die Beobachtung im Felde in erster Linie entscheidend für die Auffassung des Verbandes zwischen Zentralgneis und seinen Hüllgesteinen als Injektionsverband.

Die krystalline Schieferserie, welche die Habachzunge von der südlich gelegenen Venedigerzunge trennt, hat im Habachtale eine Breite von mehreren Kilometern. Die phyllitischen Gesteine der nördlichen Schieferzwickel sind verschwunden, an ihre Stelle treten Glimmerschiefer, Grünschiefer, Gneise und vor allem in mächtiger Ausbildung Amphibolite. An diesen letzteren Gesteinen läßt sich die starke Durchaderung ganz besonders schön studieren.

Dem oben erwähnten schiefen Durchgreifen des Zentralgneises entsprechend, treffen wir am westlichen Hang des Tales, im Profil der Kesselkopfscharte, die prachtvoll geaderten Amphibolite unmittelbar an den Zentralgneis grenzend. Herrliche Injektionsbilder, Falten, Verknetungen, Schollenkontakte, vollkommen den bekannten Bildern im Gschlöß gleichend, können hier beobachtet werden.

Nähert man sich nun im Habachtale der im Talschluß anstehenden letzten großen Zentralgneiszunge, der Venedigerzunge, so sieht man, daß zwischen den durchaderten Amphiboliten und dem Zentralgneis abermals eine Injektionszone zwischengeschaltet erscheint. Paragesteine sind hier in unglaublich mannigfacher Weise durchadert und in hochmetamorphe Injektionsgesteine verändert worden. In der Serie dieser Gesteine treffen wir recht verschiedene Typen, unter anderem sehr schöne Lagen von Knollen (Konglomerat) gneisen. Das ganze Bild erinnert lebhaft an die von Sander vom Tauernwestende beschriebenen Verhältnisse. Auf den Abhängen bei der Thüringerhütte, auf dem Wege zum Larmkogel und zur Larmkogelscharte, lassen sich alle diese Gesteine in wünschenswerter Klarheit verfolgen. Vereinzelt findet man hier auch prächtige Granatfelse eingeschaltet.

Die Ausbildung der eben geschilderten Injektionszone macht es nicht immer möglich, eine scharfe Grenze gegen den Zentralgneis der Venedigerzunge anzugeben. Unter dem Gletscher selbst ist aber schon der reine Zentralgneis anstehend anzutreffen.

Damit haben wir die letzte der großen Zungen von Zentralgneis, die Venedigerzunge erreicht. Dieses Zentralgneisgebiet unterscheidet sich sowohl in petrographischer als auch in tektonischer Beziehung etwas von jenem der nördlichen Zungen.

Petrographisch ist hervorzuheben, daß die aus dem Zentralgneis bekannten basischen Putzen und Schlieren, wie sie Löwl, Weinschenk u. a. beschrieben haben, hier am Ostende des ganzen Massivs nur in der südlichen Zunge vorkommen.

Aber auch die Lagerung der Zentralgneisbänke ist hier eine andere. Während die beschriebenen drei nördlichen Zungen durchwegs aus fast seiger stehenden Bänken aufgebaut sind, die keilartig in die gleichfalls steilstehenden Schiefer hineingezwängt wurden, lassen sich schon am Nordrand der Venedigerzunge abweichende Verhältnisse feststellen.

Wir sehen hier zunächst den Zentralgneis mit weniger steilem Fallen unter die Injektionsgneise und Amphibolite einfallen. Von der Larmkogelscharte nach N wird noch ein beträchtliches Stück der Kamm aus den Injektionsgesteinen gebildet, während in der Tiefe, unter dem Gletscher, schon der Zentralgneis zutage tritt. Es deuten also schon hier die Aufschlüsse auf eine kuppelförmige Lagerung und Überlagerung des Zentralgneises hin.

Das gleiche Bild bietet sich unserem Auge dar, wenn wir den Hauptkamm der Tauern überschreiten und die Lagerungsverhältnisse auf der Südseite untersuchen. Auch hier liegt, etwa im Gschlöß, am Viltragen Kees, über den mit mittlerem Winkel nach S einschießenden Bänken von Zentralgneis zuerst eine stark injizierte Serie von Paragesteinen, über welchen dann erst die durchaderten Amphibolite kommen.

Dieses flache Untertauchen der Venedigerzunge gegen O wird auch durch die Untersuchungen im obersten Teil des Hollersbachtales voll bestätigt.

Wenn wir von der Thüringer Hütte etwa über die Larmkogelscharte zum Kratzenbergersee absteigen, so beobachtet man im Habachtal zunächst das Untertauchen des Zentralgneises unter die Injektionsserie des Larmkogels. Beim Abstieg von der Scharte zum See bleiben wir lange in dieser Serie, die hier die mächtigen Blockhalden bildet. Erst wenig über dem See treffen wir wieder den Zentralgneis an, der hier aber ganz flach gelagert ist und nach O abermals unter die Serie der Injektionsgesteine eintaucht. Die gleichen Beobachtungen lassen sich auch beim Übergang ins Gschlöss machen, so daß das flache Zentralgneisvorkommen am Kratzenbergersee zweifellos die Fortsetzung der Venedigerzunge bildet. Über die Beziehung dieses Zentralgneises zu dem östlich gelegenen Granatspitzkern werde ich an anderer Stelle berichten.

Versuchen wir nun, die bisher mitgeteilten Einzelbeobachtungen zu überblicken.

Wir erkennen, daß die Serie der krystallinen Schiefer, mit welcher der Zentralgneis in Berührung kommt, eine verschiedene Zusammensetzung hat, die sich ganz regelmäßig von S nach N zu ändert.

Im S wird die Venedigerzunge von hochmetamorphen Paragneisen, Injektionsgneisen, Konglomeratgneisen und stark geaderten Amphiboliten ummantelt. Nach N zu, ins Hangende, folgen Grünschiefer mit Quarzit, grünliche Serizitgrauwacken, Serizitphyllite, schwarze, seidenglänzende Phyllite, Quarzphyllite. Es ist dies eine Serie, die sich von den nördlich anschließenden Quarzphylliten der Grauwackenzone nicht abtrennen läßt und deren nördlichste Lagen sich überdies als unmittelbar fortstreichende Quarzphyllite des Blattes Rattenberg erweisen. Damit führen diese Untersuchungen zu einer vollen Bestätigung der von Sander schon seit jeher vertretenen Anschauung über die Unmöglichkeit, Grauwackenzone und Schieferhülle voneinander durch tiefgreifende tektonische Grenzen trennen zu wollen. Auch von Ohnesorge und Schmidt werden diese Auffassungen geteilt.

Mit diesen Gesteinsserien tritt nun der im W zu einem einheitlichen Massiv verschmolzene Zentralgneis derart in Berührung, daß alle Beobachtungen von S nach N in übereinstimmender Weise das Vorhandensein eines primären Kontaktes erweisen. Wohl war die Ausbildung des Injektionskontaktes von einer Durchbewegung aller Gesteine begleitet; nie aber konnte, wie die Injektionsgesteine und die Minerallagerstätten deutlich zeigen, der primäre Injektionskontakt verwischt werden. Überall wurden ferner diese Bewegungen von der Krystallisation überdauert, wenn wir von einzelnen späteren lokalen Störungszonen absehen wollen. Gleichfalls eine schöne Übereinstimmung mit den Sander'schen Ergebnissen weiter im W.

Die zusammenfassende Betrachtung der Lagerungsverhältnisse läßt klar das diskordante Durchgreifen des Zentralgneises erkennen. An der Habachzunge ist es auf eine größere Strecke in eindeutiger Weise direkt zu beobachten; aber auch die Betrachtung des regionalen Bildes, die Art, in der der im W einheitliche Zentralgneiskörper mit einzelnen Zungen mit immer höheren Schieferlagen sich verzahnt, kann an der Deutung der Lagerungsverhältnisse wohl kaum einen Zweifel übrig lassen.

Von tektonisch besonderer Wichtigkeit scheint die Tatsache zu sein, daß die nördlichste Zunge in phyllitischen Gesteinen steckt, die weiter im O jedenfalls im Hangenden der Kalkphyllite liegen. Im Untersuchungsgebiet selbst läßt sich die Zugehörigkeit dieser Phyllite zu Gesteinen, die bisher allgemein zum »ostalpinen Rahmen« des Fensters gerechnet wurden, Schritt für Schritt verfolgen.

Petrographische Charakteristik des Zentralgneises.

In petrographischer Beziehung sind die Zentralgneismassive der Hohen Tauern nicht einheitlich zusammengesetzt. Schon Becke konnte eine Reihe von Abarten unterscheiden, die auch im Venedigergebiet anzutreffen sind. Vorherrschend sind hier aber granitische und tonalitische Typen; alle jedoch sind durch eine Reihe von gleichen petrographischen Eigentümlichkeiten ausgezeichnet, die uns anzeigen, daß sie ihre Ausbildung einem gemeinsamen geologischen Schicksal verdanken. Daher scheint es wohl gerechtfertigt, den zusammenfassenden Namen »Zentralgneis« auch weiterhin als geologisch-petrograpischen Arbeitsbehelf für die Gesamtheit dieser Orthogesteine zu verwenden (siehe auch Angel 1929).

Der mikroskopische Befund deckt sich im wesentlichen mit den Mitteilungen anderer Autoren über diese Gesteine (Angel 1929, Christa 1931); es sollen daher nur die wichtigsten Momente hervorgehoben werden.

Unter den Nebengemengteilen treffen wir Apatit, Zirkon, wenig Erz.

Dunkler Gemengteil ist vornehmlich der Biotit. Er zeigt starke Korrosionserscheinungen, ist zerlappt, aufgelöst und teilweise mit Chlorit verwachsen. Er läßt in einwandfreier Weise erkennen, daß er nach seiner Ausscheidung aus dem liquidmagmatischen Zustand unter Verhältnisse gelangte, unter welchen er nicht mehr stabil war.

Noch deutlicher zeigen sich diese Erscheinungen bei den Plagioklasen.

Diese Mineralien treten in zweierlei Arten auf. Einmal als große Körner, die die bekannte Füllung mit Mikrolithen in sehr schöner Weise zeigen. Häufig läßt sich um den Kern noch eine klare einschlußfreie Zone von verschiedener Breite erkennen. Zonenbau wurde meist nicht oder so schwach beobachtet, daß eine Feststellung zahlenmäßig nicht möglich war. Neben dieser Ausbildung der Plagioklase treten aber noch klare, meist kleine Individuen auf.

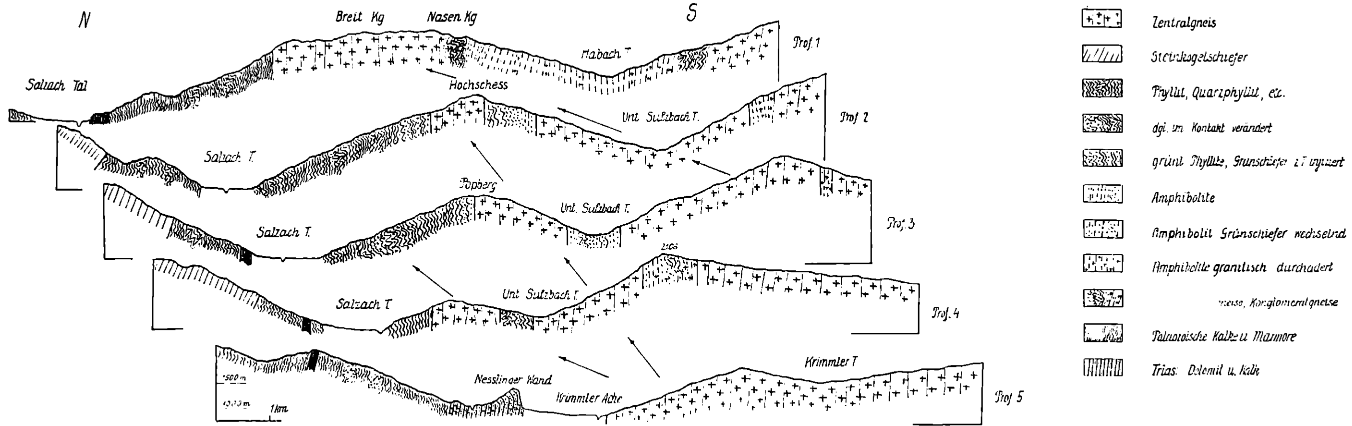


Fig. 1.

Profile durch das Nordostende des Großvenedigermassivs.

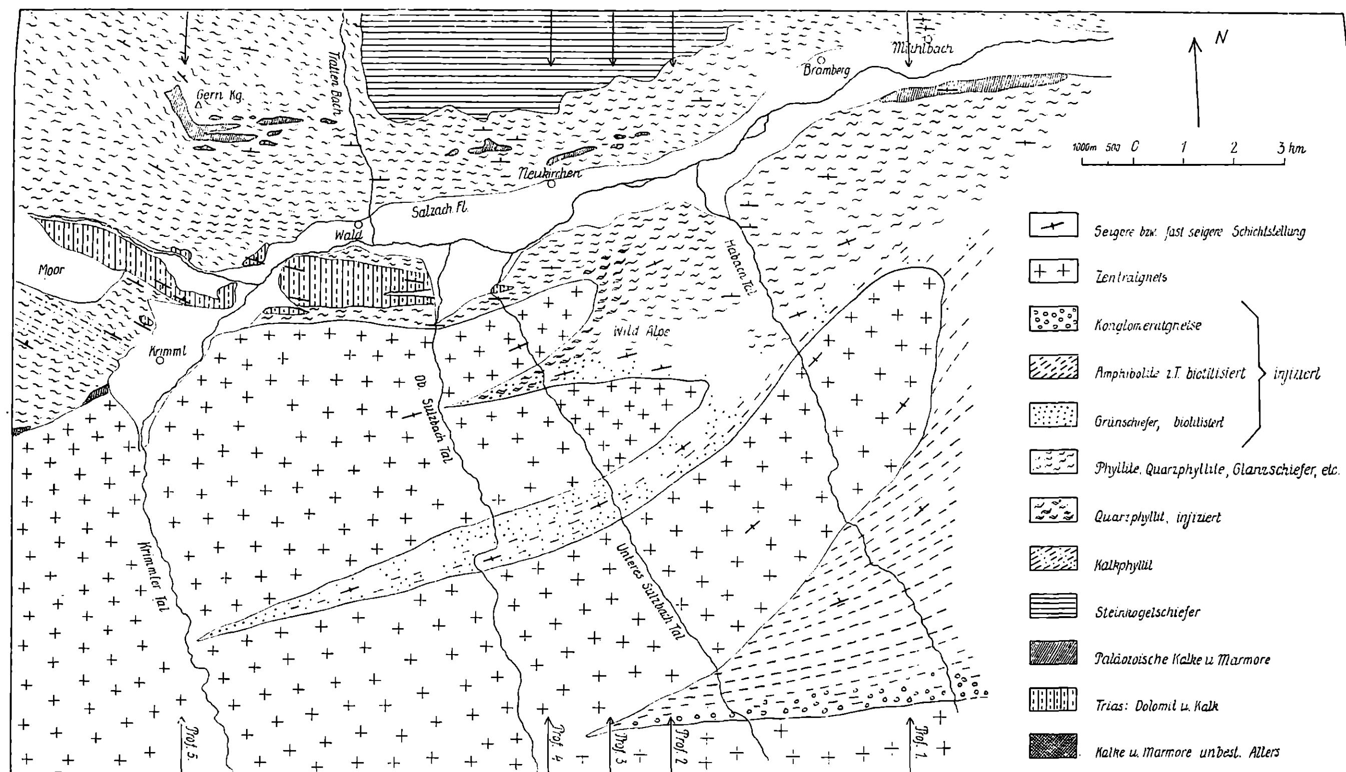


Fig. 2.

Kartenskizze des Nordostendes des Großvenedigermassivs.

die immer nur nach dem Albitgesetz verzwillingt sind und in ihrer chemischen Zusammensetzung dem Albit sehr nahe stehen. Diese werden im Verhältnis zu den ersteren als jüngere Neubildungen betrachtet.

Die ältere Plagioklasgeneration zeigt ebenso wie der Biotit häufig Ausbuchtungen und Zerlappungen, die auf eine starke Korrosion schließen lassen. Wichtig scheint die Erkenntnis, die mit den Beobachtungen von Christa übereinstimmt, daß Plagioklase mit zahlreichen Einschlüssen und schönen Korrosionserscheinungen als Einschlüsse im Kalifeldspat vorkommen. Damit erweist sich die Krystallisation des Kalifeldspates als jünger im Verhältnis zur Umbildung und Korrosion der Plagioklase.

Über die Entstehung der im Inneren der Plagioklase vorhandenen Einschlüsse sind die Meinungen auch heute noch geteilt.

Zunächst muß hervorgehoben werden, daß die Einschlüsse nicht gleichwertig sind. Es treten Mineralien auf (z. B. Biotit), die wohl nur als alte Einschlüsse gedeutet werden können. Andere wieder sind zweifellos aus der Plagioklassubstanz entstanden (Zoisit, Klinozoisit, Epidot usw.). Wieder andere verlangen eine Zufuhr von Alkalien (Serizit) für ihre Bildung. Die petrographische Bearbeitung des ganzen Zentralgneiskörpers wird diesen Erscheinungen noch besondere Aufmerksamkeit zu widmen haben.

Vorläufig steht immer noch die Frage offen, ob diese Mineralien primär sind, d. h. ob sie sich durch direkte Ausscheidung aus dem liquidmagmatischen Zustand unter besonderen Druckverhältnissen gebildet haben (Weinschenk), oder ob sie sekundär sind, d. h. ob sie durch Umwandlung und Zerfall der fertigen Plagioklase im verfestigten Gestein entstanden sind (Becke).

In neuerer Zeit haben sich Angel (1929) und besonders eingehend und interessant Christa (1931) mit dieser Frage beschäftigt. Beide schließen sich im wesentlichen der Auffassung von Weinschenk an und erblicken in den hydroxylhaltigen Mineralien primäre Bildungen. Es handelt sich, wie Christa schreibt, »nicht um eine sekundäre Bildung im längst verfestigten Gestein, sondern um einen besonders hervorstechenden Fall der Piezokrystallisation, um eine von der Volumenregel beherrschte und teilweise unter Stoffzufuhr aus der granitischen Schmelzlösung erfolgte Entmischung der krystallisierenden Plagioklassubstanz in statu nascendi«.

Aber schon Becke hat wiederholt Beobachtungen angeführt, die gegen die Annahme sprechen, daß die Plagioklase im Weinschenkschen Sinne im liquidmagmatischen Zustand nur vorgebildet werden, um dann im Moment der Entstehung zu zerfallen, und diese Beobachtungen wurden, wie mir scheint, bis heute noch nicht widerlegt.

Es soll nur die von Becke betonte Erscheinung hervorgehoben werden, daß dort, wo Orthite zwischen Plagioklas und Quarz liegen, der Epidot sich nur auf der Seite des Plagioklases entwickelt. Dies setzt wohl die Existenz des fertigen Plagioklases voraus. Ergänzend möge noch hinzugefügt werden, daß besonders

in den richtungslos körnigen Typen des Venedigers die Anordnung der zersetzten Plagioklase eine derartige ist, daß sie noch recht gut die alte Tiefengesteinsstruktur erkennen lassen. Es wäre nun wohl recht schwer vorstellbar, daß Plagioklase, die im Moment der Entstehung schon zerfallen, zur Ausbildung eines derartigen Strukturbildes Anlaß geben könnten.

Hiezu kommt noch, daß, soweit meine bisherigen Beobachtungen reichen, die Umwandlung der Plagioklase wohl im Gebiet der Zentralgneise ganz allgemein verbreitet ist, daß sie aber in recht verschiedener Intensität auftreten kann.

In Typen, die auf Grund ihres sonstigen Mineralbestandes ziemlich gleich zusammengesetzte Plagioklase erwarten lassen, sind diese manchmal so stark umgewandelt, daß von dem ursprünglichen Mineral die Umrisse nur mehr geahnt werden können. In anderen Fällen kam es zur gleichen Umwandlung, aber lange nicht so stark und vollständig. Die Messungen an derartigen Plagioklasen mit Hilfe des Universaldrehtisches ergaben häufige Anorthitgehalte von 28 bis 30%. Ebenso zeigte sich, daß diese Plagioklase öfter in komplizierterer Weise verzwillingt sind (Albit-Esterel, Roc Tourné, Gesetz neben dem Albitgesetz).

All dies deutet aber wohl darauf hin, daß hier wirkliche Tiefengesteinsplagioklase zunächst vorlagen, die nicht im Moment der Entstehung, sondern erst nach ihrer Bildung umgewandelt wurden.

Muß also in dieser Beziehung die Weinschenk'sche Piezokrystallisation abgelehnt werden, so ist aber auch die Becke'sche Vorstellung hier revisionsbedürftig. Die Einschlüsse der korrodierten und umgewandelten Plagioklase im Kalifeldspat lassen erkennen, daß diese Umbildung sich nicht im vollständig verfestigten Zustand vollzogen hat, sondern nach dem Auskrystallisieren der Nebengemengteile, des Biotits und der Plagioklase, aber bevor noch Kalifeldspat und Quarz im festen Zustand vorhanden waren.

Die vollständige Verfestigung des Gesteins und die Bildung der übrigen Gemengteile erfolgt nun unter den neuen Bedingungen und nicht mehr unter den Verhältnissen einer normalen Tiefengesteinskrystallisation.

Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Chlorit, Kalifeldspat und Quarz bilden sich, um die wichtigsten zu nennen; auch die großen Körner von Titanit glaube ich in diese Bildungsperiode stellen zu müssen.

Der Kalifeldspat läßt häufig die Mikroklingitterung erkennen. Perthite, Schachbrettalbit, Myrmekitbildungen wurden beobachtet, ebenso Albitausscheidung nach dem Kalifeldspat (Hülle), worauf im W auch schon Christa aufmerksam gemacht hat.

Betrachtet man die verschiedenen Stadien der Verdrängung des Kalifeldspates, sein Verhältnis zum Albit oder dem dem Albit immer sehr nahestehenden einschlußfreien Plagioklas und auch den Quarz, so kann man sich des Eindrucks nicht erwehren, daß die letzte Krystallisationsphase des Zentralgneises ganz von diesem

ternären System beherrscht wird. Das Verhältnis des Kalifeldspates zum Albit in manchen Schliffen läßt die Meinung aufkeimen, daß es sich vielleicht örtlich der cotektischen Linie zwischen Kalifeldspat und Albit nähert (Vogt 1931).

Scherzonen und Zertrümmerungserscheinungen zeigen, daß diese Krystallisationsvorgänge von Bewegungen begleitet waren, die aber, von späteren Störungszonen abgesehen, von der Krystallisation überdauert wurden. Es muß jedoch hervorgehoben werden, daß auch jene richtungslos körnigen Typen, die keine Spuren der Durchbewegung erkennen lassen, die gleichen Umwandlungen des Mineralbestandes aufweisen.

Becke und Weinschenk haben in gleicher Weise geologische Momente (Gebirgsdruck) zur Erklärung des Mineralbestandes herangezogen. Der Unterschied der beiden Meinungen liegt, wie Becke selbst betonte, auf rein mineralogischem Gebiet. Im Zusammenhang mit diesen Auffassungen sei noch auf eine Erscheinung aufmerksam gemacht.

Überall, wo wir beobachten können, daß in Gesteinen unter der Wirkung des Gebirgsdruckes der vorhandene Plagioklas instabil wird und sich in Zoisit, Albit usw. umwandelt, wird dieser Vorgang von der Umwandlung des Kalifeldspates in Serizit oder Muskovit begleitet. Es entspricht dies genau so dem Volumgesetz wie der Zerfall der Plagioklase (Becke 1903). Nun sehen wir im Zentralgneis wohl immer den Plagioklas erfüllt von Umwandlungsprodukten, nie aber den Kalifeldspat, obzwar es keinem Zweifel unterliegen kann, daß auch bei seiner Abscheidung der Gebirgsdruck noch in der gleichen Weise wirksam war wie bei der Umbildung der Plagioklase. Wenn unter den gegebenen Umständen der Plagioklas dem Volumgesetz gehorcht und sich im Moment der Entstehung in Zoisit usw. umwandelt, so sollten wir doch das gleiche auch vom Kalifeldspat erwarten.

Es dürfte daher wahrscheinlich sein, daß hier weniger das Volumgesetz eine ausschlaggebende Rolle spielt, sondern eher die Tatsache, daß die sich immer mehr und mehr anreichernden Restlösungen nicht nur in der Umgebung, sondern vor allem im Zentralgneis selbst ständig metasomatisch verändernd wirkten.

Eine Betrachtung der Gesteine der Umgebung des Zentralgneises läßt dies besonders deutlich erkennen.

Wir sehen (eine genaue Beschreibung ist in Vorbereitung), daß in den umgebenden Gesteinen die gleichen Veränderungen eintreten wie im Zentralgneis. Die Umwandlung basischer Plagioklase, die Bildung von Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Serizit, Chlorit usw. in den Gesteinen des Injektionskontaktes, die Neubildung des Biotits (Alkalizufuhr); all dies, begleitet von einer lebhaften Durchbewegung der Gesteine, zeigt geologisch und petrographisch die Zusammengehörigkeit dieser Erscheinungen mit den gleichen im Zentralgneis an. Wichtig ist es, daß wir diese Mineralneubildungen, die im

großen wohl der pneumatolytischen Phase zuzurechnen sind, bis zu hydrothermalen Neubildungen sowohl im Zentralgneis als auch in seinem Injektionsbereich verfolgen können.

Wenn wir nun versuchen, die Beobachtungen zu einem vorläufigen Gesamtbild über die Entstehung des Zentralgneises zu vereinigen, so läßt sich zunächst ein ganz allgemein verbreiteter Zug herausschälen: die Unterbrechung der normal begonnenen Krystallisation eines Tiefengesteins nach der Abscheidung der Plagioklase und die Fortsetzung der Krystallisation unter geänderten Verhältnissen bei ständiger metasomatischer Beeinflussung durch die Restlösungen.

Wir werden wohl nicht fehlgehen, für die Unterbrechung in erster Linie geologische Vorgänge verantwortlich zu machen. Bei Berücksichtigung der neugebildeten Mineralien wird man ferner zur Beurteilung der geänderten Krystallisationsbedingungen sagen können, daß hier nicht nur der Druck, sondern vor allem auch eine beträchtliche Temperaturerniedrigung eine wesentliche Rolle spielt. Die wichtigsten Umwandlungen sowohl im Zentralgneis als auch in seinem Injektionskontakt vollziehen sich unter Bedingungen, die etwa der pneumatolytischen Phase entsprechen.

Wir gelangen also zu folgender Gliederung der Vorgänge:

1. Beginn der Erstarrung des Magmatits unter normalen Tiefengesteinsverhältnissen. Es krystallisieren die Nebengemengteile, Biotit und Plagioklas.

2. Unterbrechung der normalen Krystallisation, Änderung der Krystallisationsbedingungen, vermutlich im Zusammenhang mit geologischen Vorgängen.

3. Unter den neuen Bedingungen (etwa jenen der pneumatolytischen Phase entsprechend) und unter ständigen Reaktionen mit den sich ändernden Restlösungen bei gleichzeitigen Bewegungen erfolgt

a) im Zentralgneis die Umwandlung der bisher ausgeschiedenen Mineralien und die endgültige Verfestigung;

b) eine Verschwendung der leichtbeweglichen Restlösungen in die benachbarten Schiefer und die Ausbildung des Injektionskontaktes.

Vergleichen wir diese versuchte Charakteristik des Zentralgneises mit den Mitteilungen neuerer Autoren (Sander, Angel, Christa) über dieses Gestein, so ergeben sich erfreulicherweise viele Übereinstimmungen. Ganz besonders muß darauf hingewiesen werden, daß Sander wohl am eindringlichsten auf die Gesamtheit dieser zusammengehörigen Krystallisationserscheinungen hingewiesen hat, die er zunächst beschreibend als »Tauernkrystallisation« bezeichnete. Wir können daher Staub (1924, p. 241) in der Ablehnung dieses Begriffes und in seiner Darlegung über die Metamorphose in den Tauern nicht folgen.

Zum Schlusse möge noch die systematische Stellung des Zentralgneises kurz erörtert werden.

Angel hat (1929) die Frage zu beantworten versucht, ob der Zentralgneis ein nicht umgewandeltes Massengestein oder ein krystalliner Schiefer sei. Er kam hiebei zu dem Ergebnis, daß alle eindeutigen Merkmale eines krystallinen Schiefers dem Gesteine fehlen, und hält die Bezeichnung »Gneisgranit« für praktischer.

Wenn man die Umstände, die nach Angel zutreffen müssen, damit der Zentralgneis ein krystalliner Schiefer sei, berücksichtigt, dann muß die von Angel angeschnittene Frage von dem hier vertretenen Standpunkt dahin beantwortet werden, daß der Zentralgneis weder in die eine noch auch in die andere seiner Gruppen eingeteilt werden kann.

Von einem nicht umgewandelten Massengestein, etwa einem normalen Granit, unterscheidet ihn die Tatsache, daß er von den Restlösungen stark endogen metasomatisch verändert wurde.

Von einem krystallinen Schiefer im landläufigen und Angelschen Sinn, etwa einem Granitgneis, ist er dadurch unterschieden, daß die Umwandlung und Neukrystallisation das noch nicht vollkommen verfestigte Gestein betroffen hat.

Ohne Zweifel aber wird man den Zentralgneis als ein metamorphes Gestein bezeichnen können.

Da sich wohl die Notwendigkeit ergeben wird, derartige Gesteine künftighin nicht nur mit dem geologisch zusammenfassenden Wort als Zentralgneis zu bezeichnen, möchte ich daran erinnern, daß Sederholm seinerzeit die an die Erstarrung anschließenden metasomatischen Umbildungen als »deuterisch bezeichnet hat.

Im Anschluß daran würde ich vorschlagen, Gesteine von der richtungslos körnigen Beschaffenheit der Zentralgneise als »Deuterogranit« oder »Deuterotonalit« zu bezeichnen, und jene Typen, die eine auch mit freiem Auge schon deutliche Schieferung erkennen lassen, durch Hinzufügen des Wortes »Gneis« zu bezeichnen.

Wir würden daher in den Hohen Tauern von Deuterogranit, Deuterogranitgneis und Ähnlichem zu sprechen haben, wenn wir an Stelle des Wortes Zentralgneis eine schärfere petrographische Kennzeichnung für nötig halten.

Die besondere Art der Bezeichnung scheint notwendig zu sein zur Unterscheidung der Deuterograntigneise der Hohen Tauern von jenen Gesteinen, die, als Granit erstarrt, lange nach der Erstarrung umgeformt wurden und dabei etwa unter mesozonalen Bedingungen ihren Mineralbestand erneuerten. Auf derartige Gesteine wäre dann die Bezeichnung »Granitgneis« schlechthin anzuwenden.[1]

---

[1] Selbstverständlich könnten auch andere, vielleicht bessere Ausdrücke gewählt werden, für deren Bekanntgabe ich jedenfalls dankbar wäre. Es soll nur auf die Notwendigkeit hingewiesen werden, Gesteine von dem besonderen Schicksal des Zentralgneises auch besonders durch den Namen zu kennzeichnen.

Der Nordrand des Tauernfensters östlich von Krimml.

Für die Beurteilung der Frage nach der Trennung eines penninischen Tauernfensters von seinem ostalpinen Rahmen bietet das Gebirgsstück östlich von Krimml beachtenswerte Verhältnisse dar.

Im Sinne der vorliegenden tektonischen Analysen dieses Gebietes sind die Zentralgneise ohne Zweifel als Glieder der penninischen Decken zu betrachten. Hiebei ist es erfreulicherweise belanglos, ob man mit Staub an die Existenz nur einer Venedigerdecke oder mit Kober an die emporgetragenen Stirnen mehrerer Decken glaubt; in beiden Fällen handelt es sich um die tieferen penninischen Glieder, die im Tauernfenster zutage treten.

Ebenso herrscht Übereinstimmung in dem Punkt, daß die Trias von Krimml und die im N folgenden Quarzphyllite bereits dem Ostalpinen zugerechnet werden müssen. Zwischen beiden müßte nun die tektonische Grenze des Fensters verlaufen.

Leider bereiten aber die tatsächlichen Verhältnisse in der Natur einer derartigen Gliederung recht beträchtliche Schwierigkeiten. Wohl kann man einwenden, daß die Abgrenzung des penninischen Tauernfensters von dem ostalpinen Rahmen sich nach den vorliegenden Mitteilungen namhafter Alpengeologen sonst überall klar durchführen läßt und ich könnte diesen Einwand derzeit auch nicht widerlegen; doch sollen hier die Verhältnisse so geschildert werden, wie sie sich dem Beobachter in der Natur unmittelbar darbieten, ohne Rücksicht auf ein herrschendes tektonisches Schema. denn ich fürchte, daß auch anderwärts Neuuntersuchungen manche unerwartete Überraschung bringen werden.

Wir beginnen mit dem bekannten Profil westlich von Krimml. Löwl (1894) und Diener (1900) haben sich schon mit diesem Profil beschäftigt und wir verdanken besonders letzterem nicht nur eine sehr genaue Beschreibung desselben. sondern auch den Nachweis von dem triadischen Alter der Kalke der Neßlinger Wand.

Wenn wir vom Steinkarkogel über den Farnbichl und Plattenkogel nach N wandern, treffen wir zuerst an den steil nordfallenden Zentralgneis anschliesend Marmor. der als die Fortsetzung des Hochstegenkalkes betrachtet wird. Über seine Stellung zum Zentralgneis wird wohl erst die Fortführung der Untersuchung nach W endgültige Klarheit schaffen. Jedenfalls stimme ich mit Diener überein, daß hier nicht die von Löwl angenommene muldenförmige Lagerung vorhanden ist, daß also dieser Marmor nicht mit den Kalken und Dolomiten der Neßlinger Wand vereinigt werden darf.

Es folgen dann serizitische Grauwacken und Quarzite, in der Mulde südlich vom Plattenkogel besonders mächtig entwickelte schwarze, seidenglänzende Phyllite, dann Serizitphyllite, Kalkphyllite. mit zwischengeschaltetem Kalk, Grünschiefer in buntem Wechsel und schließlich die Kalke und Dolomite der Neßlinger Wand. Tektonisch von Bedeutung ist es, daß diese Gesteine, besonders die verschiedenen Phyllite, aber auch der zwischengeschaltete Kalk,

eine intensive Fältelung erkennen lassen, die auf eine starke Durchbewegung hindeutet. Festzustellen ist ferner, daß unter den Kleinfältelungen häufig die Tendenz zu beobachten ist, nach S blickende Antiklinen zu bilden.

Das Streichen dieser ganzen Serie ist im Mittel N 75° W bei meist steilem Nord(auch Süd)fallen der zerknitterten und gefältelten Schichten. Am Hang vom Plattenkogel gegen die Mulde zum Farnbichl legen sich die obersten Schichten manchmal flach, stellen sich aber gegen die Tiefe zu sofort wieder steil auf.

Ganz besonders kennzeichnend ist für diese Serie der lebhafte Wechsel der einzelnen Gesteinsarten. Folgender Ausschnitt aus einem genau aufgenommenen Profil vermag davon eine Vorstellung zu vermitteln:

6 *m* Seritzitphyllit, grünlich;
5 *m* Kalkphyllite mit Verrostungsflecken, Quarzknauer;
6 *m* kalkfreie Serizitphyllite mit Quarzknauern;
3 *m* Kalkphyllite mit verbogenen Quarzlagen und zentimeterdünnen schwarzen Phyllitlagen ohne Karbonatgehalt;
2 *m* helle Serizitphyllite;
4 *m* blätterige Kalkphyllite;
2 *m* massige, dunkelgraue, phyllonitisierte Kalkbänke;
3 *m* dunkle, verrostete Phyllite ohne Karbonat;
15 *m* Unterbrechung durch Schutt;
5 *m* 2 bis 3 *cm* dicke, dunkelgraue Kalkbänkchen mit phyllitischen Zwischenlagen;
50 *m* grünliche, karbonatführende Serizitphyllite, grauschwarze Kalkphyllite, mit dünnen Lagen grauen Kalkes;
5 *m* schwarze Phyllite ohne Karbonat usw.

Die regionaltektonische Stellung dieser Schichtserie ist im Sinne der Deckentheorie unklar. Staub läßt die Frage offen, ob diese Gesteine (die Kalkphyllite durch »Casannaschiefer« vom Zentralgneis getrennt) noch der Venedigerdecke zuzurechnen sind oder ob in ihnen Teile der Glocknerdecke zu erblicken sind, die ja sonst hier im N fehlen würde.

Entschließt man sich mit Staub, einen Teil dieser Gesteine als »Casannaschiefer« (also als paläozoisch), die Kalkphyllite als »Bündnerschiefer« zu betrachten, dann kann man in der oben gegebenen Folge wohl nur eine ungeheuer wilde Schuppenzone erblicken. Die Betrachtung der Aufschlüsse macht es aber wahrscheinlicher, hier eine wohl stark gefältelte und durchbewegte, im großen und ganzen aber doch sedimentäre Folge anzunehmen.

Daß hier aber außerdem wirkliche Verschuppungen stattgefunden haben, lassen die Verhältnisse an der Basis der Trias der Neßlinger Wand erkennen.

Bei Nothdorf ist ein durch Phyllite von der Hauptmasse der Neßlinger Wand getrennter Kalkklotz zu beobachten, der in grünliche Serizitphyllite eingewickelt ist. Die Gesteine der Neßlinger

Wand selbst lassen starke Streckungserscheinungen erkennen und zeigen reichlich Neubildung von Serizit auf den Gleitflächen. An manchen Lagen ist direkt eine Umwandlung in serizitführende Kalkphyllite zu beobachten.

Die Betrachtung der Lagerungsverhältnisse lehrt folgendes: Die Kalke und Dolomite streichen im Mittel N 70° W, also ebenfalls schief zum Zentralgneis und nicht hinüber zu den Tarntaler Köpfen. Die Platten am Gipfel fallen zuerst flach (30 bis 35°) nach S, biegen aber bald unter dem Gipfel steil um und lassen sich ununterbrochen bis ins Tal verfolgen, wo sie seiger stehen oder mit 60 bis 70° nach N verflächen. Jenseits der Salzach treten Kalkklötze auf, die mit jenen der Neßlinger Wand in unmittelbarer Verbindung stehen und steil nach N fallen. Auf ihnen liegen dann schon die Phyllite des Blattes Rattenberg.

Die mesozoischen Gesteine von Krimml bilden daher eine in der Serie der Phyllite steckende Schuppe, die eine unzweifelhaft nach S blickende antiklinale Umbiegung erkennen läßt. Daß der Hangendflügel durch eine Störung zerrissen wurde, wie dies schon von Diener und Löwl festgestellt wurde, ist sehr wahrscheinlich.

Wir verfolgen nun diese Serie weiter nach O. Die Phyllite des Plattenkogels lassen sich bis westlich von Krimml nachweisen, immer mit dem gleichen WNW-Streichen. Östlich von Krimml wird aber der Hang bereits vom Zentralgneis gebildet. Die im Profil des Plattenkogels noch mächtig entwickelte Serie wird daher hier vom Zentralgneis schräg abgeschnitten; nur die unmittelbar an die Trias der Neßlinger Wand anschließenden Phyllite lassen sich mit den mesozoischen Schichten weiter nach O verfolgen.

Wir sehen zunächst im Salzachtal die triadischen Gesteine der Neßlinger Wand gut aufgeschlossen das Tal queren und können hoch oben auch die Phyllite nachweisen, die sie vom Zentralgneis trennen. Immer steilstehend streicht der sich stetig verschmälernde Zug bis zur Sulzau und läst schließlich beim Eingang des Unter-Sulzbachtales sein Auskeilen beobachten. Auch hier würden wir in der direkten Verlängerung des Streichens nach einigen hundert Metern auf den Zentralgneis treffen.

Das gleiche Verhalten lassen die Phyllite erkennen, die im Hangenden der Trias der Neßlinger Wand liegen und an deren Zugehörigkeit zum Ostalpinen wohl nie gezweifelt wurde. Auch diese Gesteine queren in der beschriebenen Art die Täler und treten nach dem Auskeilen des Triaszuges der Neßlinger Wand in unmittelbaren Kontakt mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge. Daß wir es hier mit einem richtigen Injektionskontakt zu tun haben, wurde bereits früher gezeigt.

Da nun von Rosenthal bis Mühlbach die Salzach nach ONO fließt, das Streichen der nahezu seiger ziehenden Phyllitserie jedoch O-W bleibt, streicht hier ein breiter Streifen typisch ostalpiner Gesteine direkt in das penninische Tauernfenster hinein.

Über 4 *km* südlich des Salzachtales bei Mühlbach befinden wir uns in der streichenden Fortsetzung der Phyllite vom Blatte Rattenberg, sind aber bereits, das muß ganz besonders hervorgehoben werden, mitten im Injektionsbereiche des Zentralgneises (Habachzunge).

Hier kann wohl nicht der geringste Zweifel mehr obwalten, daß dieser Teil der Grauwackenzone und die Schieferhülle nicht zu trennen sind.

Die Untersuchung dieses Gebietes ließ aber endlich auch die wahre Stellung der Kalke von Mühlbach-Veitlehen erkennen.

Für diese Gesteine konnte bekanntlich Heritsch (1919) auf Grund von Fossilfunden Ohnesorge's ein paläozoisches Alter wahrscheinlich machen. Bis jetzt wurden diese Kalke entweder für die Fortsetzung der »Hochstegenkalke« gehalten (Ohnesorge), oder man glaubte, daß es sich um in die Schieferhülle eingefaltete Kalke der Grauwackenzone handle (Kober). Heritsch meinte schließlich, »man könnte in Betracht ziehen, ob das Vorkommen von Veitlehen nicht eine Fortsetzung der Rettensteinzone der Kitzbühler Alpen sei« (1927).

In Wirklichkeit liegen die Verhältnisse folgendermaßen: Die Kalke streichen ebenso wie die Gesteine, die sie begleiten, mit seigerer oder fast seigerer Schichtstellung im Mittel O—W (Schwankungen zwischen N 80° W und N 70 bis 80° O sind in dem ganzen Gebiet häufig). Sie queren daher, so wie die ganze Serie, das Salzachtal und finden ihre Fortsetzung in linsenförmigen Kalkzwischenlagen, die nördlich der Salzach von Neukirchen zum Gernkogel hinziehen.

Mit dem Rettenstein sind diese Kalke nicht zu verbinden, wie Heritsch meinte.

Wenn man den nördlich der Salzach gelegenen Hang und die dortigen Gräben begeht, findet man überall noch die im Mittel O—W streichenden Phyllite. Sie fallen hier sehr steil nach N oder stehen meist seiger; starke Fältelung ist schön zu beobachten. Sie lassen sich sowohl nach O als auch nach W weiter verfolgen; in ihnen stecken die Kalke von Mühlbach.

Die Fortsetzung der Kalke vom Rettenstein erreicht erst weiter östlich das Tal der Salzach. Auch in diesem Abschnitt ergeben sich für die Beurteilung des nördlichen Rahmens des sogenannten Tauernfensters recht beachtenswerte Verhältnisse; über sie soll später noch eingehend berichtet werden.

Der im Vorhergehenden geschilderte Aufbau des Gebirges zwischen Krimml und Mühldorl läßt wohl klar genug erkennen, daß hier ein breiter Streifen von Gesteinen, die bisher ganz allgemein zum ostalpinen Rahmen des Tauernfensters gerechnet wurden, das Salzachtal quert und die Berge im S des Salzachtales zusammensetzt. In ihnen stecken zum Teil die Zungen des Zentralgneises mit primärem Kontakt.

Es erhebt sich nun die brennende Frage, wo etwa im Sinne der Deckentheorie die Grenze des Tauernfensters zu suchen wäre.

Hiebei muß vorausgeschickt werden, daß eine auch nur etwas genauere Angabe der Grenze des Tauernfensters in unserem engeren Gebiet überhaupt noch nie gegeben wurde.

Nach Kober verläuft diese Grenze von Bruck-Fusch gegen die Gerlos auf die Tarntaler Köpfe zu. Aus seinen Bemerkungen über die Kalke von Mühlbach, die er ganz richtig als Kalke der Grauwackenzone bezeichnet, kann man entnehmen, daß die Grauwackenzone »hier an der Salzach unmittelbar an die Schieferhülle anschließt«. Im Widerspruch damit steht allerdings wenige Seiten nachher die Behauptung, daß die Schieferhülle im Habachtal überhaupt fehle.

Staub ewähnt, daß gerade das Stück zwischen Krimml und Fusch in bezug auf die Grenze unsicher sei, denn »gerade hier verläuft die ganze obere penninische Zone auf weite Strecken im Schutt der Täler«. (Gemeint kann wohl nur das Salzachtal sein, da in den Seitentälern und auf den dazwischenliegenden Kämmen gute Aufschlüsse vorhanden sind.)

Auf seiner tektonischen Karte der Alpen ist die Grenze beim Orte Mittersill vorbeigezogen; allerdings ist der Ort wieder fast 2 *km* südlich der Salzach eingetragen, während er in Wirklichkeit knapp am Flusse liegt. Würden wir aber auch den Verlauf der Grenze etwa 2 *km* südlich der Salzach für richtig halten, dann wären wir trotzdem immer noch in Schichten, die im W im Hangenden der Trias von Krimml gelagert sind. Die Grenze müßte also noch weiter im S zu suchen sein; aber schon in dem ungefähren Gebiet des Grenzverlaufes sind wir in der Einflußzone des Zentralgneises, nach den bisherigen Anschauungen also im penninischen Gebiet.

Wie dem schließlich auch sein möge, beide Forscher stimmen jedenfals darin überein, daß die Trias von Krimml der Radstädter Decke gleichzustellen sei. Die Grenze des Tauernfensters wäre demnach in ihrem Liegenden zu suchen. Wie aber oben gezeigt werden konnte, queren die Zungen von Zentralgneis dieses Grenzgebiet und treten mit jener Phyllitserie in Kontakt, welche die Trias von Krimml überlagert und die streichende Fortsetzung der Quarzphyllite des Blattes Rattenberg bildet. Der Zentralgneis steckt hier demnach im ostalpinen Gebirge.

Eine tektonische Grenze zwischen dem penninischen Tauernfenster und seinem ostalpinen Rahmen von der Bedeutung einer Fenstergrenze läßt sich daher im Gebiet der untersuchten Zentralgneiszungen nicht nachweisen.

Bemerkungen zur Regionaltektonik.

Während in den vorhergehenden Abschnitten in erster Linie die einzelnen Beobachtungen geschildert wurden, mögen nun einige Bemerkungen Platz finden, die sich aus dem Versuch, die örtlichen Ergebnisse dem bekannten regionalen Bild der Hohen Tauern einzufügen, ergeben.

Vorausgeschickt muß werden, daß es sich hier noch nicht um die Mitteilung bestimmter »Ergebnisse« handeln soll, sondern daß diese Erwägungen nur vorläufigen Charakter besitzen können; denn noch mancher Punkt in den Hohen Tauern muß neuerlich genau untersucht werden, ehe wir in der Lage sind, ein wirklich gut begründetes Bild von diesem Teil der Alpen zu entwerfen.

Zunächst drängt sich hiebei die Frage nach der tektonischen Stellung der Zentralgneismassive in den Hohen Tauern auf.[1]

Alle bisherigen Versuche, die Tektonik dieses Gebietes im Sinne der westalpinen Fassung der Deckentheorie aufzulösen, gehen von der Annahme aus, daß die großen Zentralgneismassive die gleiche tektonische Stellung besitzen.

Dies kommt in der von Kober vertretenen Gleichstellung verschiedener Decken ebenso zum Ausdruck wie in der von Staub vorgeschlagenen Zusammenfassung der großen Massive zu einer einzigen Venedigerdecke. Glieder, die die direkte Fortsetzung entsprechender Decken der Westalpen sind, tauchen nach dieser Auffassung in der Kulmination der Hohen Tauern wieder auf. Das Auftreten der großen Zentralgneismassive im W und O wird durch das wechselnde Achsengefälle erklärt.

Die oben geschilderten Kontaktverhältnisse des Großvenedigermassivs verlangen nun eine Überprüfung dieser Frage.

Wenn man auch für das Versinken der Venedigerzunge selbst Achsengefälle nach O zur Erklärung noch heranziehen könnte, so lassen aber die nördlichen Zungen ein Auskeilen des Zentralgneises in den weiterstreichenden Schiefern erkennen, welches mit dem von der Theorie geforderten Achsengefälle nichts mehr zu tun hat.

---

[1] Mit der Frage nach dem Alter der Zentralgneise haben sich kürzlich F. Angel und F. Heritsch beschäftigt (Zentralbl. f. Min., Bericht 1931, Nr. 10). Soweit in dieser Mitteilung auf mich Bezug genommen wurde, sehe ich mich genötigt, die dort aufgestellten Behauptungen richtigzustellen. So habe ich unter anderem nie einen Kausalnexus zwischen Intrusion und Metamorphose der Schieferhülle in der von Angel und Heritsch ausgesprochenen allgemeinen Art geleugnet. Schon in meiner Studie über den Granatspitzkern habe ich auf die prächtigen Injektionserscheinungen hingewiesen. In dem Bericht für 1930 der Geol. Bundesanstalt Wien habe ich ausdrücklich das diskordante Durchgreifen des Zentralgneises gezeigt und die Ausbildung des Injektionskontaktes ebenso betont wie die Tatsache, daß der Zentralgneis in Teile der Schieferhülle eindringt, die höher als die Kalkphyllite liegen. Leider ist sowohl Angel wie auch Heritsch dieser Bericht vollkommen entgangen, obwohl ich beiden Herren Sonderabdrücke übersandt habe. Was das Alter der Zentralgneise betrifft, so wurde von mir ausdrücklich betont, daß sich im Gebiet des Granatspitzkernes ein stratigraphischer Beweis für ein karbones Alter der Intrusion nicht finden läßt. Im übrigen halte ich diese Frage derzeit noch nicht für spruchreif, denn auch die Anschauungen von Angel und Heritsch entbehren der strengen Beweise gerade so wie jene von Kober, Staub, die ein karbones Alter für wahrscheinlich halten. Für beide Anschauungen lassen sich derzeit Gründe und Gegengründe vorbringen. Was schließlich die von beiden vorgeschlagene Gliederung der Schieferhülle betrifft, halte ich mich an die Bemerkung von Heritsch (1927) anläßlich der Besprechung einer ähnlichen, von Winkler versuchten Gliederung: »Diese Bezeichnung ergäbe eine neue Verwirrung in der Nomenklatur und es ist daher wohl dem Vorschlag Staub's zuzustimmen, den Namen Schieferhülle« (für Gliederungszwecke, L. K.) »fallen zu lassen.«

Hiezu kommt noch das diskordante Durchgreifen des Zentralgneises durch die verschiedenen Schieferlagen.

Wollen wir die tektonische Lage des Ostendes des Venedigermassivs etwa in bezug auf das Niveau der Kalkphyllite festlegen, so sehen wir folgendes:

Die Südgrenze des Zentralgneises liegt beträchtlich im Liegenden der Kalkphyllite; die Nordgrenze liegt aber in Gesteinen, die bereits das Hangende der Kalkphyllitserie bilden. Der Zentralgneis muß daher durch das Niveau der Kalkphyllite durchgreifen, ohne daß damit zunächst etwas über die tektonische Stellung der Kalkphyllite ausgesagt werden soll. Auf keinem Fall sprechen diese Lagerungsverhältnisse zugunsten der Anschauung Kober's, nach welcher die nördlichen Tuxer Gneise eine tiefere Einheit sein sollen als die südlichen Zillertaler Gneise. Auch Sander konnte auf Grund seiner Untersuchungen am Tauernwestende dieser Auffassung nicht zustimmen.

Vergleichen wir nun diese Position des Zentralgneises des Großvenedigerstockes mit jener der großen Zentralgneismassive am Ostende des Tauernfensters, so können wir auf Grund der vorliegenden Berichte nur feststellen, daß dort Ähnliches, bisher wenigstens, nicht bekannt geworden ist. Es scheinen daher die beiden großen Zentralgneismassive nicht die gleiche tektonische Position zu besitzen, die ihnen meist zugeschrieben wird. Eine Verbindung beider zu einem großen tektonischen Tauernbogen (nicht zu verwechseln mit einem Intrusivbogen) dürfte demnach derzeit nicht gerechtfertigt sein, da hiebei die wirkliche Stellung der Massive nicht berücksichtigt wird. Die Tauern scheinen daher genetisch nicht der schöne symmetrische Bogen zu sein, wie es immer angenommen wird; eine Möglichkeit, auf welche Sander (1921) hinweisen konnte.

Dies wird noch wahrscheinlicher bei einer Verfolgung des charakteristischen Niveaus der Kalkphyllite mit den Grünschieferzwischenlagen durch die Hohen Tauern.[1]

Auf die innere Tektonik des zusammenhängenden Streifens kann derzeit noch nicht eingegangen werden. Wir sehen aber, daß die Hauptmasse dieser Gesteine im W im S der Zentralgneise gelegen ist, sehen ferner, daß sie im Gebiet des Glockners den Hauptkamm überschreitet und dann im N der Zentralgneismassive mit nördlichem Gefälle weiterstreicht. Wäre nun das Gebiet des Glockners in der Tat nichts anderes als eine große Depression der Decken, die ihre Entstehung dem Achsengefälle verdankt, dann müßten sich die Kalkphyllite, dem Steigen der Achsen entsprechend, im O wieder nach S zurückziehen. Da sie dies aber nicht machen, war man genötigt, Hilfsannahmen (wie Zurückgehaltenwerden im W, Anschoppung im O) zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse

[1] Hiebei sei erwähnt, daß mir aus den Tauern keine Beobachtungen bekannt wurden, welche die Auffassung stützen könnten, daß diese grünen Gesteine auf Überschiebungsbahnen liegen.

heranzuziehen. Es ist aber immerhin merkwürdig, daß die Glocknerdecke einmal die Venedigerdecke nicht übersteigen kann und das andere Mal, in nicht großer Entfernung, hiebei kein Hindernis findet, wenn der Bau im W und O wirklich gleich wäre.

Stellen wir uns aber den ganzen Kalkphyllitstreifen räumlich vor, dann sehen wir, daß er bei seiner eigenartigen Lagerung gerade beim Überschreiten des Hauptkammes im großen genommen eine N—S streichende Mulde bilden muß, die die Existenz einer Deckendepression wohl vorzutäuschen vermag. Wir werden auch gerade in diesem Gebiete stärkere Störungen, Faltungen und Verschuppungen zu erwarten haben, die zum Teil wenigstens ungefähr nord-südlich verlaufen dürften. Von diesem Gesichtspunkt aus sind die Untersuchungen von Cornelius (1931) und Clar (1931) in diesem Gebiet sehr interessant, die bereits N—S streichende Falten feststellen konnten. Jedenfalls sollte man die hier angedeutete Möglichkeit bei der Weiterarbeit beachten.

Auch die Betrachtung der Hauptmasse der Kalkphyllite zeigt keine Bogenanordnung im tektonischen Sinne, sondern an seiner Stelle eine etwa WSW-ONO sich erstreckende Achse, vielleicht im O mit Verkürzungen im Nordwestfeld (Sander).

Beträchtliche Schwierigkeiten bereiten die Feldaufnahmen jenen theoretischen Anschauungen, die in dem untersuchten Gebiet die Grenze zwischen dem penninischen Tauernfenster und der ostalpinen Decke suchen.

Ohne Zweifel haben die durchgeführten Untersuchungen gezeigt, daß zwischen Gebieten, die diesen beiden tektonischen Einheiten zugeteilt wurden, eine Grenze von dieser Bedeutung nicht vorhanden ist. Damit finden auch im mittleren Abschnitt der Hohen Tauern die von Sander für den westlichen Teil erbrachten Nachweise ihre Bestätigung, wonach Schieferhülle und Grauwackenzone nicht auseinandergerissen werden dürfen. In gleicher Weise hat sich Schmidt (1921), vom Ostende der Tauern kommend, ausgesprochen.

Erinnert mag ferner daran werden, daß ganz allgemein hervorgehoben wird, daß die Bildung der großen Gneisdeckfalten der charakteristische Baustil der penninischen Zone sei. Von diesem Gesichtspunkt aus muß darauf hingewiesen werden, daß im Untersuchungsgebiet dieser Baustil nicht verwirklicht ist. Die beschriebene Art der Endigung des Zentralgneises in den einzelnen Zungen läßt aber auch die Möglichkeit einer steilgestellten Verfaltung nicht zu.

Hier zeigt sich also im Stil der Tektonik ein bemerkenswerter Unterschied des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern gegenüber der eigentlichen penninischen Zone der Schweiz. Jenny (1924) hat als einziger unter den jüngeren westalpinen Geologen darauf hingewiesen, daß die Tauern in ihrer Tektonik doch nicht so ganz der penninischen Zone entsprechen dürften.

Staub hat einen großzügigen Vergleich der Hohen Tauern mit den entsprechenden Gebieten der Westalpen durchgeführt. Er betont immer wieder die vollständige Übereinstimmung in petrographischer Hinsicht mit der Schweiz und findet diese ganz besonders in der Glocknerdecke verwirklicht. Auf Grund dieser vollkommenen Gleichheit parallelisiert er die Glocknerdecke mit der Dent-Blanche-Decke. Nach Kober wäre aber die Dent-Blanche-Decke, in Übereinstimmung mit einigen westalpinen Geologen, nicht mehr penninisch, sondern bereits ostalpin; die Kalkphyllite, die aber auch in der Dent-Blanche-Decke vertreten sind, wären demnach nicht ausschließlich für das penninische Gebiet bezeichnend.

Ich führe diese Meinungsverschiedenheiten, die bis jetzt noch nicht geklärt werden konnten, hier besonders an, um zu zeigen, daß unser Wissen auch in dem scheinbar so gut erforschten schweizerischen Gebiet noch manche empfindliche Lücke aufweist. Es ist daher recht gut denkbar, daß sowohl die von Staub hervorgehobene Übereinstimmung der Tauern mit bestimmten Gebieten der Schweiz und auch die sich aus den Feldaufnahmen ergebende Notwendigkeit, die Anschauung über Gliederung und Begrenzung des Tauernfensters zu revidieren, nicht in so starkem Widerspruch stehen, wie dies im ersten Augenblick der Fall zu sein scheint. Wohl aber lassen sich die Ergebnisse der Feldstudien mit der heutigen tektonischen Gliederung nicht in Übereinstimmung bringen.

Eine endgültige Klärung dieser für den gesamten Bau der Ostalpen so wichtigen Fragen muß jedoch vorläufig der Weiterarbeit im Felde und am Mikroskop vorbehalten bleiben.

Literaturhinweise.

Angel F.

1929. Gesteine vom südlichen Großvenediger. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. LIX, Abt. A, 1929.

Angel F. und Heritsch F.

1931. Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. Zentralbl. f. Min. usw. Jahrg. 1931, Abt. B, Nr. 10.

Becke F.

1903. Über Mineralbestand und Struktur der krystallinen Schiefer. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., Bd. 75.

1906. Über Krystallisationsschieferung und Piezokrystallisation. Mexiko, 1906.

Christa Em.

1931. Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jahrb. d. Geol. B.-A. Wien 1931, Bd. LXXXI.

Clar E.

1931. Zweiter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verh. d. Geol. B.-A. Wien 1931.

Cornelius H. P.

1931. Zweiter Bericht über geologische Aufnahmen in der nördlichen Glocknergruppe. Verh. d. Geol. B.-A. Wien 1931.

Diener C.
1900. Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien 1900, Bd. L.

Heritsch F.
1919. Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Verh. d. Geol. R.-A., Jahrg. 1919.
1927. Die Deckentheorie den Alpen. Fortschr. d. Geol. Pal., Bd. VI, Heft 17, 1927.

Jenny H.
1924. Die alpine Faltung. Berlin, Borntraeger, 1924.

Kober L.
1923. Der Bau der Alpen. Berlin, Borntraeger, 1923.

Kölbl L.
1924. Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1924.
1929. Petrographisch-Geologisches über das Venedigergebiet. Min.-petr. Mitt., neue Folge, Bd. 40. (Mitt. d. Wien. Min. Ges., Nr. 92.)
1931. Aufnahmsbericht über das Kartenblatt Hippach—Wildgerlosspitze. Verh. d. Geol. B.-A. 1931, Ber. für 1930.
1931. Zur Tektonik des Tauernfensters. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 24.
1932. Aufnahmsbericht über das Kartenblatt Hippach—Wildgerlosspitze. Verh. d. Geol. B.-A. 1932, Ber. für 1931.

Leitmeier H.
1929. Das Smaragdvorkommen im Habachtal. Min.-petr. Mitt., Neue Folge, Bd. 40. (Mitt. d. Wien. Min. Ges., Nr. 92.)

Löwl F.
1894. Der Großvenediger. Jahrb. d. Geol. R.-A., Bd. 44.

Sander B.
1910. Zur Systematik zentralalpiner Decken. Verh. d. Geol. R.-A. 1910.
1913. Referate über L. Kober's Arbeiten am Tauernostende. Verh. d. Geol. R.-A.
1916. Zur Geologie der Zentralalpen, II, III. Verh. d. Geol. R.-A. 1916.
1921. Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. d. Geol. B.-A. 1921.
1929. Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. Schlernschriften, Innsbruck 1929 (Literatur).

Schmidt W.
1921. Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrb. d. Geol. B.-A. 1921.

Vogt J. H. L.
1931. The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. Skrifter utgit av Det Norske Videnskaps-Akademi Oslo. I. Mathem.-naturv. Kl., 1930, Nr. 3. Oslo 1931.
1931. Die Genesis der Granite physikochemisch gedeutet. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 83, 1931.

Weinschenk E.
1894. Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. Abh. d. Bayr. Akad. d. Wiss., II. Kl., III. Abt., XVI II. Bd.
1903. Ebenda, Die kontaktmetamorphe Schieferhülle usw. Bd. XXII, II. Kl.,II. Abt.